

تجزیه و تحلیل چندفرکتالی مراکز سطحی زمین لرزه‌های استان گلستان

مریم آق‌آتابای^{۱*}

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۱/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۳/۲۰

چکیده

استان گلستان در یکی از پهنه‌های لرزه‌خیز دنیا قرار دارد که رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی بسیار نشان از فعالیت بالای لرزه‌خیزی آن دارد. بنابراین، مطالعه لرزه‌خیزی این استان با استفاده از روش‌های گوناگون لازم و ضروری است. در این پژوهش از ابزارهای فرکتالی و چندفرکتالی برای مطالعه کمی الگوی زمین‌لرزه‌های استان گلستان استفاده شد. برای این منظور با به‌کارگیری روش‌های انتگرال همبستگی و روش جرم ثابت، بعد همبستگی (D_2)، ابعاد عمومی چندفرکتالی (D_q) و طیف $f(a_q)$ زمین‌لرزه‌ها به‌دست آمد. تجزیه و تحلیل مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان نشان داد که پراکندگی آنها دارای دو محدوده مقیاسی با دو الگوی متفاوت است و سازوکاری که الگوی زمین‌لرزه‌ها را در این دو مقیاس کنترل می‌کند با یکدیگر تفاوت دارد. به‌نظر می‌رسد مقیاس کوتاه توسط جابه‌جایی روی گسل‌ها و شکستگی‌های کوچک کنترل می‌شود که سبب شده است تا بعد همبستگی پراکندگی مکانی زمین‌لرزه‌ها زیاد ($1/84$) و ساختار چندفرکتالی آنها نیز بسیار ناهمگن شود. ولی پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در مقیاس بزرگ‌تر بیشتر در کنترل روندهای ساختاری چیره در آمده که سبب شده است تا بعد همبستگی پراکندگی آنها تقریباً خطی و ساختار چندفرکتالی همگن‌تر شود.

کلیدواژه‌ها: زمین‌لرزه، روش چندفرکتالی، استان گلستان، فاکتور عدم تقارن، لرزه‌خیزی.

*نویسنده مسئول: مریم آق‌آتابای

E-mail: maryamatabay@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

استان گلستان در یکی از پهنه‌های لرزه‌خیز دنیا قرار دارد و مردم این دیار همه ساله شاهد رخداد زمین‌لرزه‌های زیادی بوده‌اند. سال‌هاست که تجربه تلخ زمین‌لرزه با فرهنگ مردم آمیخته که بیم آن از قرن نهم میلادی در تاریخ ایران ثبت شده است. از مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های این منطقه می‌توان به زمین‌لرزه ۸۷۴ میلادی گنبد کاووس، ۱۴۳۶ میلادی استرآباد، ۱۴۷۰ میلادی گرگان، ۱۴۹۷ میلادی گنبد کاووس، ۱۴۷۰ میلادی آق‌قلا و ۱۸۹۰ میلادی تاش اشاره کرد. رخداد زمین‌لرزه‌های بسیار تاریخی و دستگامی در استان گلستان نشان از فعالیت بالای لرزه‌خیزی استان دارد. بنابراین مطالعات لرزه‌خیزی، با هر وسیله و ابزار ممکن، یکی از نیازهای علمی این استان و ایران است. در این پژوهش، هدف اصلی به‌دست آوردن الگوی لرزه‌خیزی یا به بیان دیگر الگوی پراکندگی زمین‌لرزه‌های استان گلستان با استفاده از روش‌های فرکتالی و چندفرکتالی است.

فرکتالی بودن یک پدیده به این معنی است که بدون توجه به مقیاس مشاهده‌ای، جزئیات را می‌توان دید و حتی در مقیاس‌های بسیار دقیق، هنوز جزئیاتی وجود دارند که قابل دیدن باشند. ویژگی بسیار شاخص پدیده‌های فرکتالی، ناوردایی مقیاسی (Scale Invariance) است. این ویژگی خود ویژگی مهم دیگری را در فرکتال‌ها ایجاد کرده است. در صورتی که بخشی از یک پدیده فرکتالی با مقیاس خاصی بزرگ شود (یعنی واحد اندازه‌گیری کوچک شود)، بخش بزرگ شده شکلی مشابه حالت اولیه پدیده خواهد داشت. اگر این فرایند بر این بخش تکرار شود، شکل حاصل دوباره همانند بخش پیشین است و این فرایند می‌تواند تا بینهایت ادامه یابد. این ویژگی را خودهمسانی (Self-Similarity) می‌گویند. یکی دیگر از ویژگی‌های پدیده‌های فرکتالی این است که دارای بُعد (Dimension) صحیح نیست. برای نمونه، اگر بعد یک پدیده $1/2$ باشد بدین معنی است که پدیده مورد نظر از خط پیچیده‌تر و از صفحه ساده‌تر است.

در طبیعت بسیاری از اجسام و رویدادها خود همسان هستند و ساختارهای زمین‌شناسی نیز از این قاعده مستثنی نیستند. یکی از پدیده‌های زمین‌شناسی که از الگوهای فرکتالی پیروی می‌کند، رخداد زمین‌لرزه است. تجزیه و تحلیل کاتالوگ‌های زمین‌لرزه در نقاط مختلف دنیا نشان داده است که فرایندهای لرزه‌ای در پراکندگی بزرگی، مراکز سطحی و زمان رخداد رفتارهای فرکتالی نشان

می‌دهند. اولین مطالعات فرکتالی زمین‌لرزه‌ها به سال‌ها پیش از کشف پدیده فرکتال برمی‌گردد. برای نمونه قانون اُمری (Omori, 1895) و رابطه گوتنبرگ و ریشتر (Gutenberg & Richter, 1954) نشان می‌دهد که این پژوهشگران بدون این که با مفهوم فرکتال آشنا باشند، روابط فرکتالی موجود در میان زمین‌لرزه‌ها را کشف کرده‌اند. اولین کاربرد ابزارهای فرکتالی و چندفرکتالی در لرزه‌خیزی، در کار ابتکاری Smalley et al. (1987) دیده می‌شود. از آن پس، مطالعات بسیاری در زمینه خوشه‌بندی مکانی و زمانی توالی‌های لرزه‌ای در مناطق مختلف دنیا انجام شده است. این مطالعات نشان می‌دهند که پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در بزرگی، مکان و زمان در همه مقیاس‌ها (جهانی، ناحیه‌ای و محلی) دارای ویژگی فرکتالی است (Kagan & Knopoff, 1980; Kagan & Jackson, 1991; Telesca & Lapenna, 2006). در ایران نیز پژوهش‌های همانند انجام شده، تأییدکننده نتایج بالااست (Roy & Padhy, 2007; Zamani & Agh-Atabai, 2009) و آق‌آتابای، (۱۳۸۶). این تجزیه و تحلیل‌ها ابزارهای توانمندی برای تشخیص پدیده‌های اصلی لرزه‌خیزی هستند و می‌توانند نشانه‌هایی از دینامیک درونی فعالیت لرزه‌زمین‌ساختی را به‌دست دهند (Telesca et al., 2001).

۲- روش‌های مورد استفاده: تجزیه و تحلیل فرکتالی و چندفرکتالی

پدیده لرزه‌خیزی همانند بسیاری از فرایندهای طبیعی یک فرایند 5 بعدی است که برای توصیف و تفسیر کامل آن لازم است، ابعاد مکان (سه‌بعدی)، زمان و انرژی (بزرگی) آن مورد بررسی قرار گیرد. ولی ویژگی بنیادین فرایند لرزه‌خیزی این است که در همه ابعاد، ویژگی عدم وابستگی به مقیاس مشاهده‌ای (ویژگی فرکتالی) از خود نشان می‌دهد. برای بررسی ویژگی فرکتالی زمین‌لرزه‌ها می‌توان آن را به‌صورت یک پدیده نقطه‌ای در نظر گرفت که در آن رویداد در مکان‌های تصادفی در بُعد زمان و مکان پراکنده شده‌اند (Cox & Isham, 1980). یکی از روش‌های سریع و آسان برای به‌دست آوردن بعد فرکتالی زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها، روشی با عنوان انتگرال همبستگی (Correlation Integral Method) است. روش‌های دیگر محاسبه بعد فرکتالی مانند الگوریتم شمارش جعبه (Box-counting) در مقایسه با این روش بسیار وقت‌گیر هستند و از دقت کافی نیز برخوردار نیستند (Kagan & Knopoff, 1980). تابع انتگرال

$$\tau(q) = (q-1)D(q) \quad (4)$$

پژوهش‌ها نشان داده‌اند که این روش در مقایسه با روش شعاع ثابت برای q های منفی مناسب‌تر است (Badii & Broggi, 1988; Grassberger et al., 1988; Hirabayashi et al., 1992).

طیف دیگری که برای توصیف و تفسیر پدیده زمین‌لرزه استفاده شد، طیف $f(\alpha_q)$ است که طبق روابط زیر به دست می‌آید:

$$f(\alpha(q) = q\alpha(q) - \tau(q) \quad (5)$$

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (6)$$

طیف $f(\alpha(q))$ به شکل یک سهمی واژگون است که رأس آن در $\alpha=0$ قرار گرفته و از α_{\min} تا α_{\max} امتداد یافته است (شکل ۱-ب). دو سوی این طیف مربوط به ناحیه‌های متمرکز و خالی از زمین‌لرزه است. برای به دست آوردن ویژگی‌های کمی این طیف، یک تابع درجه دو بر این نمودار منطبق می‌شود:

$$f(\alpha(q) = A(\alpha(q) - \alpha_0)^2 + B(\alpha(q) - \alpha_0) + C \quad (7)$$

که در آن A ، B و C ضرایب ثابت معادله هستند. در میان این متغیرها B عامل عدم تقارن (Asymmetry Factor) اهمیت ویژه‌ای دارد. این عامل مقدار صفر برای نمودار متقارن و مقادیر مثبت و منفی برای اشکال چپ‌گرد و راست‌گرد به خود می‌گیرد. در طی فرایند انطباق معادله درجه ۲ ضریب ثابت C برابر با $f(\alpha_0)=1$ در نظر گرفته می‌شود. چپ‌گرد/راست‌گرد بودن نمودار به این معنی است که ناحیه‌های متمرکز/خالی از زمین‌لرزه همگن‌تر از ناحیه‌های خالی/متمرکز از زمین‌لرزه هستند.

۳- داده‌های لرزه‌های استان گلستان

استان گلستان از دیدگاه لرزه‌زمن‌ساختی، در ایالت‌های لرزه‌زمن‌ساختی البرز و کپه‌داغ قرار دارد. این دو ایالت با زمین‌لرزه‌های کم‌ژرفا و بزرگای زیاد که بیشتر با گسیختگی سطحی همراه هستند مشخص می‌شوند (Berberian & Yeats, 1999). بررسی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده سطح بالای لرزه‌خیزی در این گستره است که در آن تعداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای متوسط تا زیاد به نسبت بالاست به گونه‌ای طوری که رخداد رویدادهای لرزه‌ای با بزرگای تقریباً ۷ و بیشتر در دوره‌های تاریخی و سده‌های ۲۰ تا ۲۱ امری عادی است (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳).

مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی استان، گسل شمال البرز و گسل خزر هستند. این دو گسل به صورت شاخه‌های بی‌شماری با سازوکار راندگی (یا وارون) و مؤلفه راستالغز با شیبی به سوی جنوب دیده می‌شود. قطعات مختلف این گسل‌ها سبب رویداد زمین‌لرزه‌های بسیاری در گستره استان شده‌اند. از گسل‌های مهم دیگر استان می‌توان به گسل‌های مینودشت، مراوه تپه، تکل کوه، بالکوره، کرنه، کورخرد، کلیجه، آق‌بند توسکستان، رادکان و زیارت اشاره کرد. این گسل‌ها با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور و سازوکاری ژرفی رانده یا امتداد لغز چپ‌بر یا مؤلفه وارون در پهنه ساختاری البرز یا امتداد لغز راست‌بر یا مؤلفه وارون در پهنه ساختاری کپه‌داغ هستند (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳).

برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی استان گلستان دو نوع کاتالوگ لرزه‌ای متفاوت استخراج و استفاده شد. یک مجموعه داده زمین‌لرزه‌ای از مرکز لرزه‌شناسی ایران (IRSC, 2010) متعلق به انیستیتوی ژئوفیزیک دانشگاه تهران برداشت شد. طول زمانی این داده‌ها از سال ۱۹۹۶ آغاز و تا ماه می ۲۰۱۰ است. مجموعه داده زمین‌لرزه‌ای دوم از بولتن‌های جامع مرکز لرزه‌شناسی بین‌المللی (ISC, 2010) و تعیین اولیه مراکز سطحی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (PDE, 2010) به طول ۴۶ سال (از ژانویه سال ۱۹۶۴ آغاز تا آخر ۲۰۰۹) گردآوری شد.

پس از گردآوری داده‌های لرزه‌ای برای اطمینان از کامل بودن کاتالوگ،

همبستگی برای پراکندگی زمانی و مکانی N زمین‌لرزه به صورت زیر تعیین می‌شود:

$$C(r) = \frac{2N_{R<r}}{N(N-1)} \quad (1)$$

که در آن $N_{R<r}$ تعداد جفت رویداد جدا شده با فاصله $R<r$ است. در صورتی که پراکندگی رویدادها فرکتالی باشد، $C(r)$ در برابر r از رابطه توانی $C(r) \propto r^{-D}$ پیروی می‌کند. مقادیر بعد فرکتالی را می‌توان از شیب بخش خطی نمودار $\log C(r)$ در برابر $\log r$ به دست آورد. ولی نکته قابل توجه در مورد این فرایند و بسیاری دیگر از فرایندهای طبیعی این است که این فرایندها کاملاً همگن نیستند و برای توصیف آنها نمی‌توان از یک بعد فرکتالی استفاده کرد. در چنین مواردی با روش‌های چندفرکتالی (multifractal approaches) بهتر می‌توان این فرایندها را تفسیر کرد. در این روش‌ها به جای به دست آوردن یک بعد فرکتالی، یک طیف یا تابعی از ابعاد فرکتالی به دست می‌آید. در این پژوهش از دو طیف Dq و $f(\alpha_q)$ استفاده شد.

طیف Dq که ابعاد همبستگی عمومی (Generalized Correlation Dimensions) نیز نامیده می‌شود، به صورت رابطه زیر به دست می‌آید:

$$D_q = \frac{1}{q-1} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log \left(\sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q \right)}{\log r} \quad (2)$$

در این رابطه $P_i(r)$ احتمال یافتن یک نقطه (یا جرم) در i امین ($i = 1, 2, \dots, N$) کره با شعاع r است و $\left(\sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q \right)$ با عنوان تابع جدایش (Partition Function) نامیده می‌شود. متغیر q درجه گشتاوری معیار P_i است که مقدار آن از $-\infty$ تا $+\infty$ متغیر است. در موارد پراکندگی همگن رویدادها یا ساختار تک‌فرکتالی، Dq برای همه q ها برابر است؛ بدین معنی که تنها یک بعد فرکتالی برای تفسیر پدیده کافی است. ولی در مورد پدیده‌های چند فرکتالی Dq با افزایش q به تدریج کاهش پیدا می‌کند (شکل ۱-الف). محدوده بالایی ابعاد فرکتالی یعنی $D_{+\infty}$ مربوط به بخش‌های خالی و کم‌تراکم الگوی لرزه‌خیزی بوده و به بیان دیگر جایی است که در آن $P_i(r)$ کم است. در حالی که محدوده پایینی ابعاد فرکتالی، $D_{-\infty}$ مناطق خوشه‌ای و چگال الگوی لرزه‌خیزی را نشان می‌دهد. D_0 ، D_1 و D_2 مواردی خاص از ابعاد فرکتالی هستند که به ترتیب بعد ظرفیت (Capacity)، اطلاعات (Information) و همبستگی (Correlation) نامیده می‌شوند. برای تفسیر ویژگی طیف چندفرکتالی Dq ، نرخ کاهش یا شیب طیف نیز اهمیت ویژه‌ای دارد. در صورتی که شیب طیف کم باشد (Gentle Type) پراکندگی زمین‌لرزه‌ها به صورت پراکنده، ولی اگر این نرخ بالا باشد (Steep Type) پراکندگی زمین‌لرزه‌ها به صورت خوشه‌ای و متمرکز است (شکل ۱-الف). در عمل سه روش برای به دست آوردن ابعاد چندفرکتالی وجود دارد:

- روش شمارش جعبه (Box-counting Method) که در این روش زمین‌لرزه‌ها توسط شبکه‌ای با N جعبه با اندازه r پوشانده می‌شود و $P_i(r)$ در N امین جعبه به دست می‌آید. این روش ساده است ولی زمانی که تعداد داده کم باشد غیر کاربردی است.

- روش شعاع ثابت (Fixed-radius Method) که در آن زمین‌لرزه‌ها توسط کره یا دایره‌هایی با شعاع ثابت پوشانده می‌شود و $P_i(r)$ به دست می‌آید. این کار برای r های مختلف تکرار می‌شود و در پایان Dq از شیب بخش خطی (ناحیه مقیاس‌بندی) در نمودار $\log \left(\sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q \right)$ در برابر $\log r$ به دست می‌آید. این روش برای q های مثبت مناسب است و در صورتی که تعداد داده‌ها محدود باشد نتیجه برای q های منفی ناپایدار است (Badii & Broggi, 1988; Grassberger et al., 1988; Hirabayashi et al., 1992).

- روش جرم ثابت (Fixed-mass Method) که در آن زمین‌لرزه‌ها توسط دایره‌هایی با شعاع‌های مختلف ولی تعداد ثابت پوشانده می‌شود و از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\log \left(R_i \langle m \rangle^{-\tau(q)} \right)^{1/\tau_q} \approx \log m^{-1/D_q} \quad (3)$$

در این رابطه R میانگین شعاع کره (در حالت سه‌بعدی) یا دایره (در حالت دو بعدی)، $\left(R_i \langle m \rangle^{-\tau(q)} \right)^{1/\tau_q}$ تابع اندازه همسایگی (Neighborhood Size Function)، m تعداد نقاط مجاور نقطه i و τ_q یک عدد حقیقی است که با Dq طبق رابطه زیر ارتباط دارد:

نشان می‌دهد. در فاصله میان حدود ۲/۵ تا ۲۲ کیلومتر شیب خط ۱/۸۴ و در فاصله میان حدود ۲۲ تا ۷۰ کیلومتر بعد فرکتالی پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان حدود ۱/۰۸ به‌دست آمد. مقادیر به‌دست آمده ابعاد فرکتالی نشان می‌دهند که در فاصله‌های کوتاه پراکندگی زمین‌لرزه‌ها به حالت دو بعدی نزدیک است یعنی زمین‌لرزه‌ها تقریباً همه سطح زمین را زیر پوشش قرار داده‌اند. در این مقیاس رخداد زمین‌لرزه‌ها در ارتباط با گسل‌های کوچک و معمولاً بزرگای زمین‌لرزه نیز کوچک است. ولی در مقیاس بزرگ‌تر پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها به حالت خطی نزدیک‌تر می‌شود که نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل‌ها یا روندهای اصلی لرزه‌خیزی روی داده‌اند. از دید بزرگی نیز این زمین‌لرزه‌ها بزرگ‌تر از زمین‌لرزه‌های مقیاس پیشین هستند. نقشه‌های لرزه‌خیزی استان (شکل ۳) نیز نتایج به‌دست آمده را تأیید می‌کنند. نقشه پراکندگی زمین‌لرزه‌های کوچک استان (شکل ۳-الف) نشان می‌دهد که در مقیاس‌های کوچک، زمین‌لرزه‌ها تقریباً همه سطح را پر کرده‌اند. ولی در مقیاس‌های بزرگ‌تر پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در راستاهای خاصی رخ داده است (شکل ۳-ب). این راستاها شامل روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر که مربوط به گسل‌های خزر و شمال البرز است و روند دیگر در راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور در خاور دریای خزر و شمال گرگان دیده می‌شود. در راستای روند اخیر ۳ زمین‌لرزه ژرفایی با ژرفای میان ۳۰ تا ۳۲ کیلومتر، رخ داده است که به نظر می‌رسد در قاعده پوسته قرار گرفته‌اند (ژرفای موهو در البرز تقریباً ۳۵ کیلومتر است (Jackson et al., 2002)). این روند لرزه‌خیزی ممکن است مربوط به انشعاب راندگی ژرف و به نسبت جوان در شمال جبهه رشته کوه و یا اینکه حاصل خمیدگی احتمالی قاعده بلوک خزر در زمان راندگی آن به زیر ایران مرکزی در طول رشته کوه البرز باشد (Hollingsworth et al., 2008).

۶- تحلیل چند فرکتالی پراکندگی مکانی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها

برای محاسبه طیف چندفرکتالی پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های منطقه، ابتدا توابع اندازه همسایگی برای 2_q ‌های مختلف طبق رابطه ۳ به دست آمد. گستره T_q به اندازه کافی بزرگ انتخاب شد (میان ۵۰- تا ۲۰) که در پایان پس از محاسبه طیف q میان ۱۰- تا ۱۰ متغیر باشد. سپس نمودار $\log\text{-}\log$ توابع اندازه همسایگی در برابر m (جرم یا تعداد نقاط مجاور با نقطه مرجع) رسم شد (شکل ۵). همانند تابع انتگرال همبستگی پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان، توابع همسایگی نیز در دو محدوده رابطه خطی نشان می‌دهد؛ محدوده کوچک مقیاس میان ۱۰ تا ۲۲ کیلومتر و محدوده بزرگ مقیاس میان ۲۲ تا ۷۰ کیلومتر. ابتدا و انتهای این محدوده‌ها روی شکل ۵ مشخص شده است. با محاسبه شیب همه توابع همسایگی در این گستره‌های خطی، ابعاد فرکتالی میان D_{∞} و D_{+} به‌دست آمد. سپس با استفاده از رابطه ۴ مقادیر q میان $-\infty$ تا $+\infty$ محاسبه و طیف‌های چند فرکتالی Dq رسم شد (شکل ۶-الف). در پایان با استفاده از روابط ۵ و ۶ مقادیر α و $f_q(\alpha)$ به‌دست آمد (شکل ۶-ب). نمودارهای به‌دست آمده نتایج جالبی نشان می‌دهد. با مقایسه میان نمودارهای گستره‌های مکانی کوتاه و بلند می‌توان به اختلاف بسیار زیاد ویژگی‌های فرکتالی پراکندگی مکانی زمین‌لرزه‌ها در این دو مقیاس پی‌برد.

در محدوده مقیاس کوتاه مقدار بعد فرکتالی D_{∞} برابر با ۵/۱ و مقدار بعد فرکتالی بیشینه تجمع زمین‌لرزه‌ها در مکان، D_{+} برابر با ۱/۳۸ به‌دست آمد. بنابراین میزان درجه ناهمگنی برابر با ۳/۷۲ است که نشان می‌دهد در این مقیاس پراکندگی زمین‌لرزه‌های استان بسیار ناهمگن است. به این معنی که در استان گلستان محل‌هایی وجود دارد که تعداد زیادی زمین‌لرزه در کنار هم تجمع دارند مانند باختر استان و نیز مکان‌هایی نیز خالی از زمین‌لرزه است (مانند شمال خاور استان). نکته قابل توجه دیگر در نمودار طیف چندفرکتالی Dq این است که شیب نمودار در بخش مثبت بسیار کم است در حالی که بخش منفی نمودار بسیار پرتیب است، یا به عبارتی میزان

بزرگی آستانه (M_{th}) یا بزرگی کمال (M_c) (Minimum magnitude of completeness, M_c) یا به عبارتی کمترین بزرگی که پس از آن کاتالوگ‌ها کامل در نظر گرفته می‌شوند، به دست آمد. برای این منظور تجزیه و تحلیل بسامد - بزرگی ($\log N = a - bM$) انجام شد. در این رابطه تغییر در شیب نمودار بسامد - بزرگی (FMD) برای ارزیابی M_c استفاده شد. تصور می‌شود تغییر شیب یا افت تعداد رویدادهای لرزه‌ای در برابر بزرگی برای زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای کوچک‌تر از M_c به‌علت عدم گزارش رویدادهای لرزه‌ای باشد (Wiemer & Wyss, 2000). در شکل ۲ نمودار بسامد - بزرگی زمین‌لرزه‌های استان گلستان بر پایه هر مجموعه داده زمین‌لرزه نشان داده شده است که در آن برای کاتالوگ IRSC بزرگی کمال $M_{th} = 2/5$ (شکل ۲-الف) و برای مجموعه داده زمین‌لرزه‌ای دوم بزرگی کمال $4/4$ به‌دست آمده است (شکل ۲-ب). بنابراین با توجه به بزرگی‌های آستانه به‌دست آمده، مجموعه داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده برای تحلیل‌های بعدی شامل ۶۳۴ زمین‌لرزه با بزرگی بزرگ‌تر و مساوی ۲/۵ برای کاتالوگ اول و تقریباً ۶۰ زمین‌لرزه با بزرگای بزرگ‌تر و مساوی ۴/۴ برای کاتالوگ دوم خواهد بود. نقشه پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های با بزرگای مساوی و بزرگ‌تر از M_c استان گلستان برای دوره زمانی میان ۱۹۹۶ تا ماه می ۲۰۱۰ در شکل ۳-الف و همانند همین نقشه لرزه‌خیزی برای دوره زمانی ۱۹۶۴ تا ۲۰۱۰ در شکل ۳-ب نشان داده شده است. در نگاه اول به نظر می‌رسد باختر استان گلستان در این دوره ۴۶ ساله فعال‌تر از خاور آن بوده است. البته این به این معنی نیست که بخش خاوری از دید لرزه‌ای کم‌خطرتر است بلکه مطالعه زمین‌لرزه‌های تاریخی استان نشان می‌دهد که تعدادی زمین‌لرزه مخرب در این بخش رخ داده است. به نظر می‌رسد که رژیم زمین‌ساختی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های باختر و خاور استان با یکدیگر تفاوت دارد.

۴- تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای استان گلستان

در تجزیه و تحلیل کمی داده‌های لرزه‌ای اولین و مهم‌ترین عامل برای به‌دست آوردن نتایج دقیق و مورد اطمینان، کافی بودن تعداد داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده است. چرا که اگر تعداد داده‌ها به اندازه کافی نباشد از دید آماری خطای محاسبات بسیار بالا خواهد بود و نتایج به‌دست آمده قابل اطمینان نخواهد بود. بر پایه پژوهش‌های انجام شده توسط Smith (1988) و De Rubies et al. (1993) کمترین تعداد داده زمین‌لرزه برای داشتن یک تحلیل فرکتالی از رابطه $N_{min} \geq \left(\frac{R(2-Q)}{2(1-Q)} \right)^2$ به‌دست می‌آید که در آن $0 \leq Q \leq 1$ ضریب کیفیت تحلیل، $R = T_{max}/T_{min}$ و μ عدد صحیح بعد فرکتالی به‌دست آمده است. در صورتی که برای تحلیل مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها عامل کیفیت ۰/۹۵ در نظر گرفته شود، μ برابر ۱ است و کمترین تعداد داده لازم برای تحلیل تقریباً ۳۰۰ به‌دست می‌آید. بنابراین در محاسبات ابعاد فرکتالی نمی‌توان از کاتالوگ ISC - NEIC استفاده کرد. این مجموعه داده دورلرزه‌ای که شامل زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴/۴ است، با وجود طولانی‌تر بودن دوره زمانی کاتالوگ، دربرگیرنده ۶۰ داده لرزه‌ای است. با این وجود، این مجموعه داده زمین‌لرزه‌ای ارزشمند بود و در تحلیل نتایج مورد استفاده قرار گرفت.

۵- تحلیل فرکتالی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان

با توجه به اینکه در کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای، ژرفا نسبت به دیگر متغیرهای خطای بیشتری دارد، برای کاهش خطای احتمالی در نتایج به‌دست آمده، بعد فرکتالی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های منطقه به‌دست آمد. برای این منظور ابتدا تابع انتگرال همبستگی پراکندگی مکانی زمین‌لرزه‌ها در سطح به‌دست آمد. سپس نمودار $\log\text{-}\log$ این تابع در مقابل r رسم شد تا از شیب بخش خطی آن بتوان بعد فرکتالی را به‌دست آورد (شکل ۴). نمودار به‌دست آمده در دو گستره رابطه مقیاس‌سازی

در سوی شمال باختر - جنوب خاور است که در شمال گرگان امتداد یافته‌اند. از سوی دیگر هر دو نقشه پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان نشان می‌دهد که در بازه زمانی مورد مطالعه باختر استان گلستان از خاور آن فعال‌تر است. با توجه به اینکه پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در باختر و خاور استان با هم تفاوت دارد به نظر می‌رسد که رژیم زمین‌ساختی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های باختر و خاور استان با یکدیگر تفاوت دارند.

در این پژوهش تنها از مجموعه داده ریزلرزه‌ای برای تجزیه و تحلیل فرکتالی استفاده شده زیرا تعداد ناکافی داده‌های دور لرزه‌ای سبب ایجاد خطای زیادی در نتایج می‌شد. نتایج به‌دست آمده در این پژوهش نشان دادند که پراکندگی مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌های استان گلستان دارای ویژگی فرکتالی است.

تحلیل فرکتالی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان نشان دادند که این روش‌ها می‌توانند الگوهای پنهان درون داده‌های لرزه‌ای را استخراج کنند. زیرا داده‌های ریزلرزه‌ای مورد مطالعه که در ظاهر هیچ‌گونه روند لرزه‌ای ویژه‌ای ندارند، الگوهای فرکتالی خطی نشان می‌دهند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که با روش‌های فرکتالی می‌توان ساختار درونی داده‌ها را که با روش‌های معمولی مشخص نیستند، استخراج کرد. از سوی دیگر این تجزیه‌ها نشان دادند که الگوی پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان در دو مقیاس کوتاه و بلند با یکدیگر متفاوت است. وجود دو محدوده مقیاسی با دو الگوی متفاوت در پراکندگی مکانی نشان می‌دهد که سازوکاری که الگوی زمین‌لرزه‌ها را در دو مقیاس کوتاه و بلند کنترل می‌کند با یکدیگر تفاوت دارد. در مقیاس کوتاه پراکندگی زمین‌لرزه‌ها توسط گسل‌های کوچک کنترل می‌شود به همین علت در این مقیاس بعد هبستگی زیاد است (۱/۸۴) و پراکندگی چند فرکتالی زمین‌لرزه‌ها نیز بسیار ناهمگن است. ولی در مقیاس بزرگ‌تر پراکندگی زمین‌لرزه‌ها بیشتر در کنترل روندهای ساختاری چیره در آمده است که سبب شده است تا بعد همبستگی آنها به حالت خطی نزدیک‌تر و از دید چند فرکتالی نیز همگن‌تر شود. رفتار فرکتالی پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در حدود ۲۲ کیلومتر عوض شده است که به نظر می‌رسد این مقیاس شاخص در ارتباط با ژرفای بیشتر زمین‌لرزه‌های استان باشد.

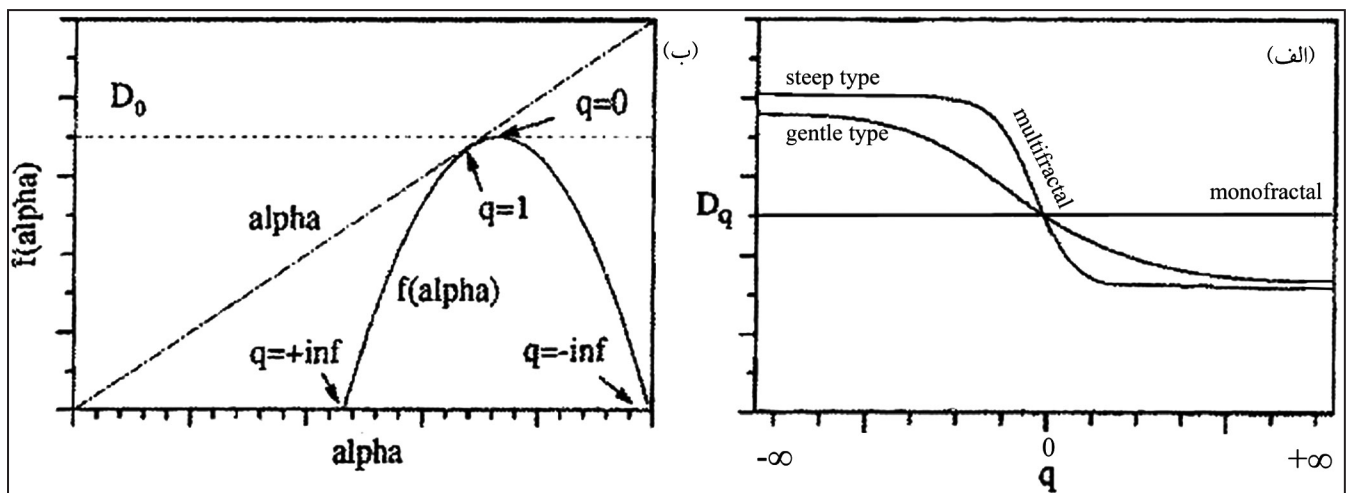
ناهمگنی در محل‌هایی که تجمع زمین‌لرزه‌ها وجود دارد خیلی کمتر از محل‌های کم‌تراکم است. نمودار طیف چندفرکتالی $f(\alpha)$ که در آن مقدار عامل عدم تقارن برابر با $B=+0.62$ است نیز نشان‌دهنده عدم همسانی درجه ناهمگنی در دو بخش q های مثبت و منفی است.

پراکندگی مکانی زمین‌لرزه‌های استان گلستان در محدوده مقیاس بزرگ حالت دیگری از ویژگی چندفرکتالی را نشان می‌دهد. در این گستره مقدار بعد فرکتالی D_{+} برابر با ۱/۳۳ به‌دست آمد که با مقدار آن با گستره کوتاه تقریباً یکسان است. ولی مقدار بعد فرکتالی بیشترین تجمع زمین‌لرزه‌ها در مکان، D_{+} برابر با ۱/۸ به‌دست آمد که این مقدار در مقایسه با محدوده مقیاس کوتاه بسیار کم است. این نتیجه نشان می‌دهد که در این گستره پراکندگی زمین‌لرزه‌ها همگن‌تر شده است (میزان درجه ناهمگنی برابر با ۰/۴۷). بررسی طیف چندفرکتالی $f(\alpha)$ نیز نشان‌دهنده همگن‌تر شدن پراکندگی زمین‌لرزه‌های استان در این مقیاس مشاهده‌ای است.

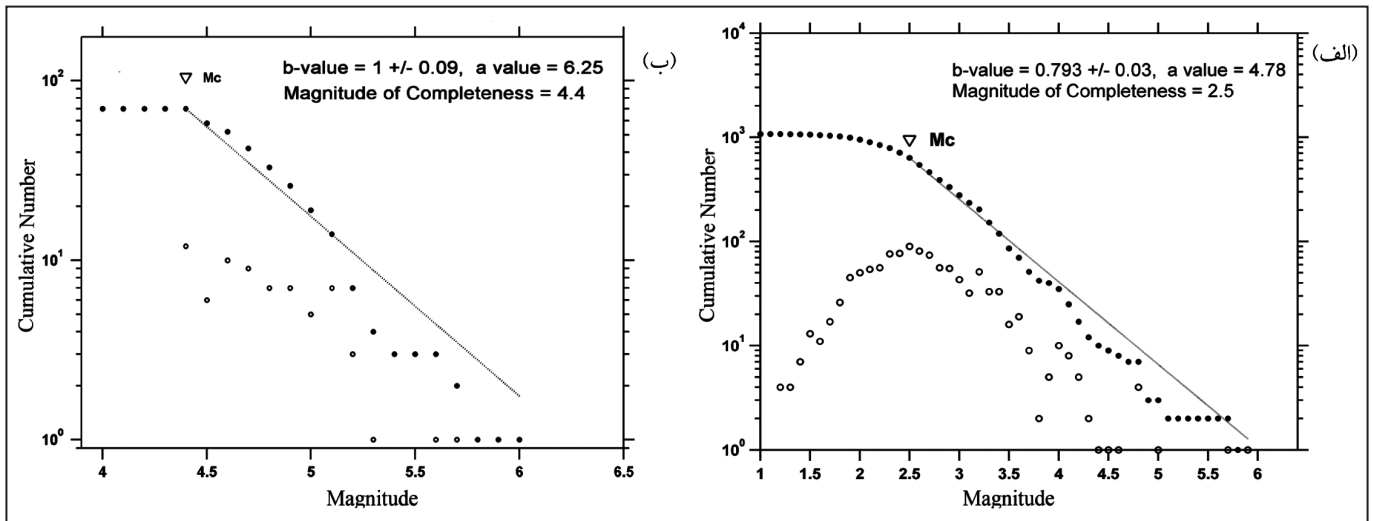
همانند نتیجه به‌دست آمده از تجزیه فرکتالی، در اینجا نیز وجود دو محدوده مقیاسی با دو الگوی متفاوت در پراکندگی مکانی زمین‌لرزه‌های استان نشان می‌دهد که سازوکار کنترل‌کننده الگوی زمین‌لرزه‌ها در دو مقیاس کوتاه و بلند، با یکدیگر تفاوت دارند.

۷- نتیجه‌گیری

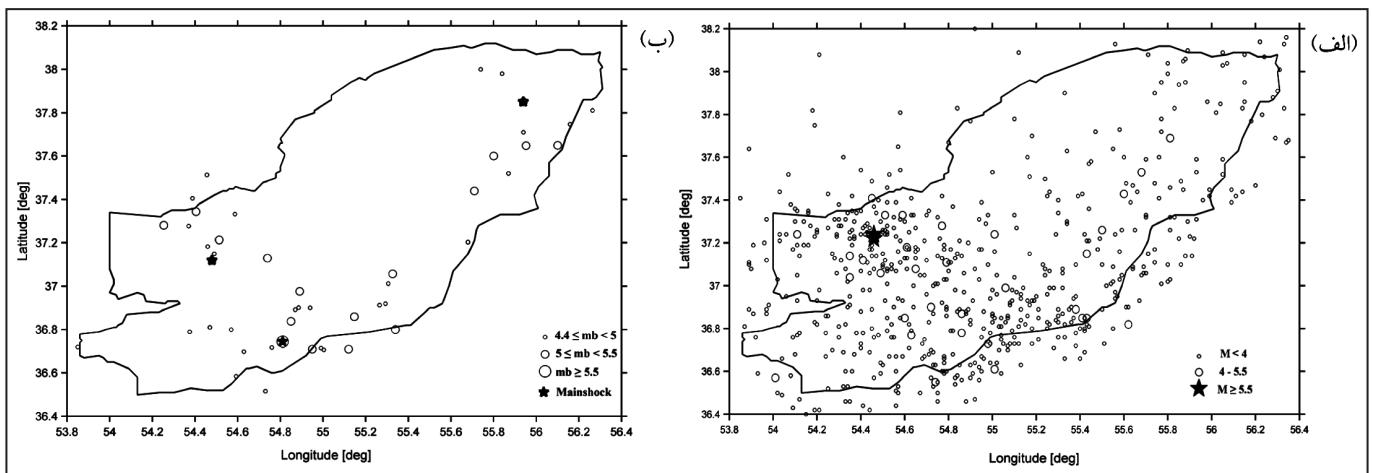
در این پژوهش برای بررسی ویژگی‌های فرکتالی زمین‌لرزه‌های استان گلستان، دو مجموعه داده لرزه‌ای از منابع مختلف استخراج شد؛ مجموعه داده اول، ریززمین‌لرزه‌هایی است که بازه زمانی آن تنها ۱۴ سال است (از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰) و در طی آن تنها ۳ زمین‌لرزه بزرگ‌تر و مساوی ۵ رخ داده که هر سه در شمال گرگان قرار گرفته‌اند. مجموعه داده دوم، داده‌های دورلرزه‌ای استخراج شده از مراکز ISC و NEIC است که در بازه زمانی ۴۶ سال (۱۹۶۴ تا ۲۰۱۰) شامل حدود ۶۰ زمین‌لرزه بزرگ‌تر و مساوی ۴/۴ است که یک سوم از آنها زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر و مساوی ۵ هستند. نقشه پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای نشان می‌دهد که این زمین‌لرزه‌ها در روندهای لرزه‌ای ویژه‌ای آرایش پیدا کرده‌اند. این روندها شامل یک روند تقریباً خطی در سوی شمال‌خاور - جنوب‌باختر و یک روند



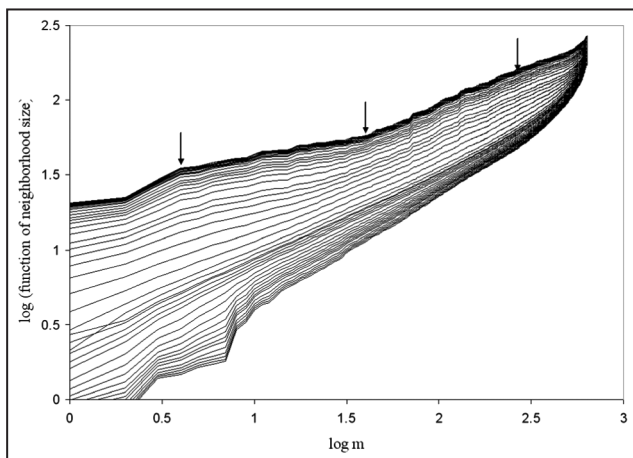
شکل ۱- نمودارهای الف) طیف چندفرکتالی D_q و ب) طیف $f(\alpha)$.



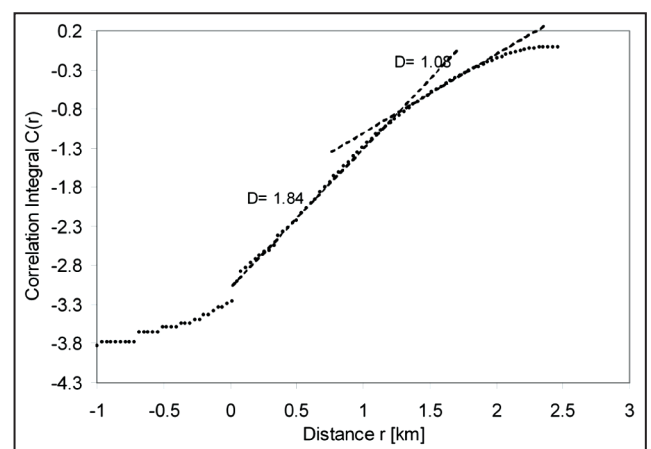
شکل ۲- نمودار پراکندگی بسامد- بزرگی (گوتمبرگ- ریشتر) زمین‌لرزه‌های استان گلستان با استفاده از الف) کاتالوگ IRSC با بزرگای $M \geq 2.5$ برای دوره زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰ ماه می ۲۰۱۰ و ب) مجموعه داده زمین‌لرزه استخراج شده از ISC و PDE با بزرگای بزرگ‌تر و مساوی ۴/۴ و دوره زمانی ۱۹۶۴ تا ۲۰۱۰.



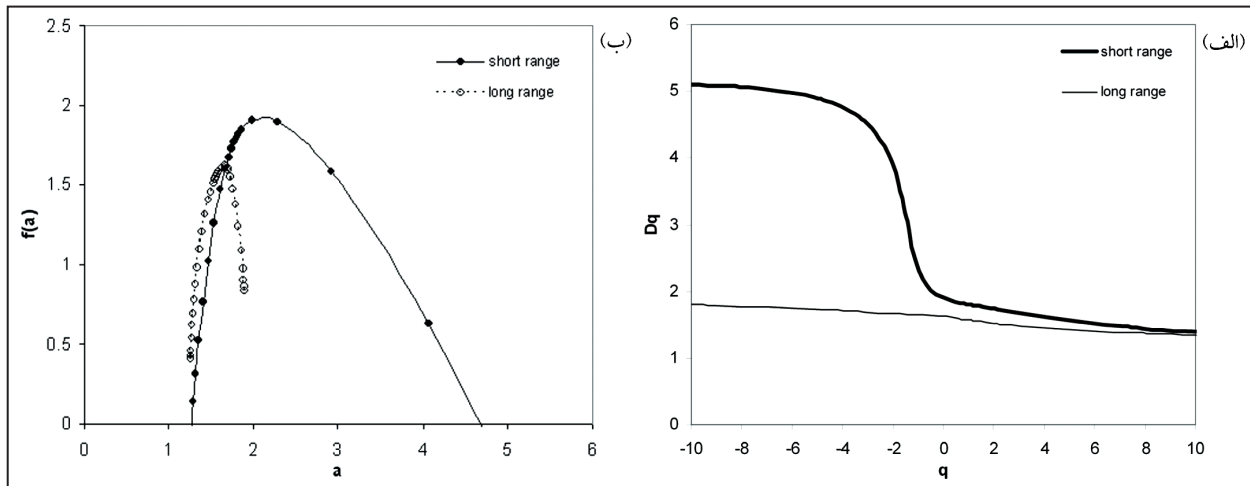
شکل ۳- پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان؛ الف) با بزرگای $M \geq 2.5$ برای دوره زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰ و ب) با بزرگای ۴/۴ و بزرگ‌تر برای دوره زمانی ۱۹۶۴ تا ۲۰۱۰.



شکل ۴- نمودار تابع انتگرال همبستگی برای پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان که در آن دو محدوده مقیاسی با دو بُعد فرکتالی متفاوت مشخص شده است. به پایین میان ۵۰ تا ۲۰ متغیر است.



شکل ۵- نمودار تابع انتگرال همبستگی برای پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان که در آن دو محدوده مقیاسی با دو بُعد فرکتالی متفاوت مشخص شده است.



شکل ۶- الف) طیف چند فرکتالی D_q و ب) طیف چندفرکتالی $f(a)$ برای دو محدوده کوتاه و بلند.

کتابنگاری

شاه‌پسندزاده، م.، ۱۳۸۳- لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت گستره استان گلستان، شمال خاور ایران، ۸ صفحه، کنفرانس بین‌المللی زلزله (یادواره فاجعه بم)، دانشگاه شهید باهنر کرمان. زمانی، ا. و آق‌آتابای، م.، ۱۳۸۶- سنجش کمی توزیع مکانی- زمانی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۵ درب آستانه (سیلاخور)، باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۵، ص. ۷۰-۷۹.

References

- Badii, R. & Broggi, G., 1988- Measurement of the Dimension Spectrum $f(a)$ - Fixed-mass Approach. Phys. Lett. A, 131 (6): 339-343.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. Bull. Seis. Soc. Am. 89: 120-139.
- Cox, D. R. & Isham, V., 1980- Point processes. Chapman and Hall, London.
- De Rubies, V., Dinitriu, P., Papadimitriou, E. & Tosi, P., 1993- Recurrent patterns in the spatial behavior of Italian seismicity revealed by the fractal approach. Geophys. Res. Lett. 20 (18): 1911-1914.
- Grassberger, P., Badii, R. & Politi, A., 1988-Scaling laws for invariant measures on hyperbolic and nonhyperbolic attractors. Journal of Statistical Physics 51: 135-178.
- Gutenberg, B. & Richter, C. F., 1954- Seismicity of the Earth and Associated Phenomenon. Second edition. Princeton: Princeton University Press.
- Hirabayashi, T., Ito, K. & Yoshii, T., 1992- Multifractal Analysis of Earthquakes. Pure Appl. Geophys. 138 (4): 591-610.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2008- Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma. Geology 36 (10): 763-766.
- IRSC, 2010- Iranian Seismological Center online Databank, Institute of Geophysics, University of Tehran: <http://irsc.ut.ac.ir/bulletin.php>.
- ISC, 2010- International Seismological Centre, Newbury, Berkshire, United Kingdom.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of south Caspian Basin. Geophys. J. Int. 148:214-245.
- Kagan, Y. & Jackson, D., 1991- Long-term earthquake clustering. Geophys. J. Int. 104: 117-133.
- Kagan, Y. & Knopoff, L., 1980- Spatial-distribution of earthquakes: the 2-point correlation-function. Geophys. J. R. Astr. Soc. 62: 303-320.
- Omori, F., 1895- On the aftershocks of earthquakes. With plates IV-XIX. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ. 7: 111-200.
- PDE., 2010- Preliminary Determination of Epicenters. Monthly Listing, US Department of the Interior, Geol. Surv., National Earthquake Information Center, Denver, Colorado, USA.
- Roy, P. N. S. & Padhy, A., 2007- Multifractal analysis of earthquakes in the southeastern Iran- Bam region. Pure and Applied Geophysics, 164: 2271-2290.
- Smalley, R. F., Chatelain, J. L., Turcotte, D. L. & Pre' vot, R., 1987- A fractal approach to the clustering of earthquakes: application to the seismicity of the New Hebrides. Bull. Seism. Soc. Am. 77: 1368-1381.
- Smith, L. A., 1988- Intrinsic limits on dimension calculations. Physics Letters A 133: 283-288.
- Telesca, L. & Lapenna, V., 2006- Measuring multifractality in seismic sequences. Tectonophysics 423: 115-123.
- Telesca, L., Cuomo, V., Lapenna, V. & Macchiato, M., 2001- Identifying space time clustering properties of the 1983-1997 Irpinia- Basilicata (southern Italy) seismicity. Tectonophysics 330: 93-102.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2000- Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan. Bull. Seism. Soc. Am. 90: 859-869.
- Zamani, A. & Agh-Atabai, M., 2009- Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach. J. Geodynamics 47, 271-279.

Multifractal Analysis of Earthquake Epicenters in the Golestan Province

M. Agh-Atabai ^{1*}

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

Received: 2011 February 13

Accepted: 2012 June 09

Abstract

The Golestan province lies on one of the seismically active zones of the world. The occurrence of numerous historical and instrumental earthquakes in this area indicates its high seismic activity. Therefore, it is necessary to study its seismicity using different methods. In this research, the mono and multifractal analyses have been applied for quantification of earthquakes pattern in the Golestan Province. For this aim, the correlation dimension, generalized multifractal dimensions and singularity spectrum $f(\alpha_q)$ have been calculated using the correlation integral and fix-mass methods. The epicentral analyses of earthquakes showed that their distribution has two scaling ranges with two different patterns and mechanisms controlling the earthquake pattern in these scales. It seems that the movements of small faults and fractures, which caused increasing the correlation dimension (1.84) and heterogeneity of multifractal structure, controlled the small scale. However, at large scale, the distribution of earthquakes is mostly controlled by the main structural trends, which in turn results in becoming almost linear their correlation dimension and also more homogeneous multifractal structure.

Keywords: Earthquake, Multifractal Method, Golestan Province, Asymmetry factor, Seismic activity.

For Persian Version see pages 122 to 128

*Corresponding author: M. Agh-Atabai; E-mail: maryamataby@yahoo.com